



کانی شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین ساختی متابازیت های مجموعه ی دگرگونی گشت (غرب رشت)

محمدرضا جوانمرد^۱، محسن نصرآبادی^{۱*}، کاظم قلی زاده^۲

۱ - دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین

۲ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

(دریافت مقاله: ۹۴/۳/۱۷، نسخه نهایی: ۹۴/۹/۲۲)

چکیده: مجموعه ی دگرگونی گشت در کوه های طالش البرز غربی قرار گرفته است. این مجموعه دگرگونی بیشتر متشکل از متاپلیت و متابازیت است. متابازیت ها شرایط دگرگونی رخساره شیبست سبز و آمفیبولیت را نشان می دهند. پاراژن کانی شناسی سنگ های رخساره ی شیبست سبز شامل آمفیبول، فلدسپار و اپیدوت است و کلینوپیروکسن نیز به صورت کانی فرعی حضور دارد. آمفیبولیت های مجموعه ی دگرگونی گشت از هر دو نوع توده ای و فولیاسیون دار هستند. کانی های سنگ ساز از آمفیبولیت آندزین و منیزوهورنبلند ساخته شده اند. اسفن، ایلمنیت و کلینوپیروکسن از کانی های فرعی هستند. بیوتیت حاصل دگرسانی آمفیبول است. نتایج دما- فشارسنجی محاسبه شده به روش های مختلف، دمای ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه ی سانتی گراد و فشار ۶ تا ۸ کیلو بار را نشان می دهند که تقریباً معادل گرادیان زمین گرمایی ۳۰ درجه ی سانتی گراد بر کیلومتر است. این شرایط دگرگونی و گرادیان زمین گرمایی مشابه متاپلیت های هم جوار است. شیمی سنگ کل متابازیت های مجموعه ی دگرگونی گشت، ویژگی های ژئوشیمیایی ماگماهای بازیک جایگاه فروران را نشان می دهند. احتمالاً شیبست سبز و آمفیبولیت های مجموعه ی دگرگونی گشت، معرف ماگماتیسزم بازیک قوس ماگمایی حاصل از فروران حوضه ی اقیانوسی پالئوتتیس به زیر لبه قاره تورانند که دستخوش دگرگونی حاشیه ای فعال قاره ای یا برخورد، طی کوهزایی ائوکیمرین شده اند.

واژه های کلیدی: متابازیت؛ شیمی سنگ کل؛ حاشیه فعال قاره ای؛ مجموعه دگرگونی گشت.

مقدمه

در بررسی شکل گیری های زمین ساختی نوارهای کوهزایی، سنگ های بازیک و اولترابازیک دگرگون شده از واحدهای سنگی، کلیدهایی مهم محسوب می شوند. این سنگ ها معمولاً با ماگماتیسزم قوس منطقه ی فروران و حوضه های کششی پیش از برخورد دو قاره (پشت قوس) در ارتباط بوده اند [۱]. بنابراین بررسی جنبه های مختلف این گونه سنگ ها از جمله تحولات دگرگونی، شیمی سنگ کل، سن سنجی و برداشت های ساختاری، توجه سنگ شناسان را به خود جلب کرده اند. شناخت تاریخچه دگرگونی مستلزم آشنایی با شیمی کانی ها و

اندازه گیری دما-فشار واحدهای متابازیت نوارهای کوهزایی است به طوری که ضمن شناخت گرادیان زمین گرمایی و سازوکار دگرگونی، جایگاه زمین ساختی فرایند دگرگونی نیز روشن می شود. در این پژوهش سعی شده است تا با بررسی شیمی سنگ کل و مخصوصاً استفاده از عناصر کمیاب نامتحرک طی دگرگونی و تعیین دما و فشار دگرگونی آمفیبولیت های مجموعه ی دگرگونی گشت، جایگاه پالئوتکتونیک متابازیت های این مجموعه دگرگونی ارزیابی شد.

روش بررسی

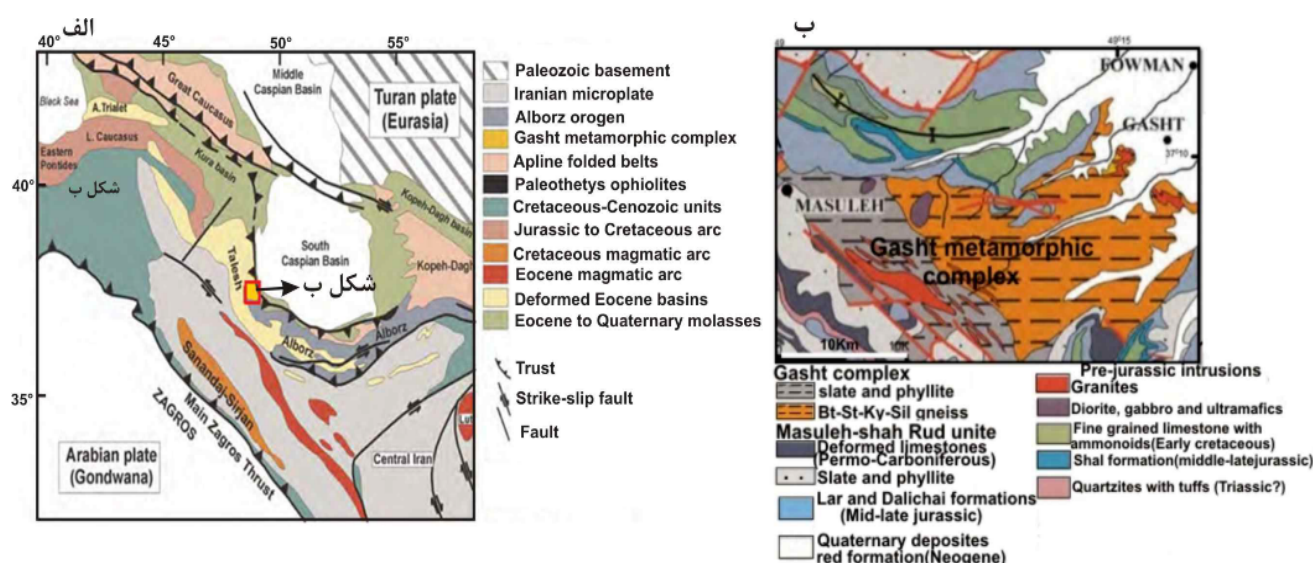
پس از بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۳ نمونه شیست سبز و ۷ نمونه آمفیبولیت جمع‌آوری شده از مجموعه‌ی دگرگونی گشت، که شواهد دگرسانی و ساختارهای رگه‌ای کمتری دارند، انتخاب و برای بررسی‌های XRF و ICP، به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شوند. سپس به کمک نتایج حاصل و با استفاده از نرم‌افزارهای Icpet, Excel و Corel Draw به رسم نمودارهای ژئوشیمیایی و تفسیر آن‌ها اقدام شده است. همچنین به منظور تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی دو نمونه آمفیبولیت و شیست سبز، در مرکز فرآوری مواد معدنی کرج با استفاده از یک ریزپردازنده‌ی نقطه‌ای مدل Cameca SX100 مورد بررسی قرار گرفتند. در طول این بررسی، ولتاژ 15KV، شدت جریان 15nA و قطر پرتو مورد استفاده ۱ تا ۵ میکرون بوده‌اند. برای محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها، نرم‌افزار Calc Min به کار گرفته شد و به منظور ارزیابی فشار و دمای دگرگونی از شبکه‌های پتروژنتیک و دما-فشارسنج‌های قراردادی استفاده شدند.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

در کمربند کوهزایی البرز چندین مجموعه‌ی دگرگونی وجود دارند که عبارتند از: سنگ‌های دگرگونی با درجه پایین اطراف مشهد در ارتفاعات بینالود [۲-۴]، شیست‌های گرگان در البرز

مرکزی [۵، ۶] و مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن [۷، ۸]. اسالم [۹، ۱۰] و گشت [۱۱-۱۳] در البرز غربی. این مجموعه‌های دگرگونی به‌عنوان بقایایی از زمین درز پالئوتتیس در نظر گرفته شده‌اند که جایگزینی آن‌ها در نوار کوهزایی البرز طی فاز کوهزایی ائوکیمرین صورت گرفته است [۶]. در این میان، مجموعه‌ی دگرگونی گشت (شکل ۱) از اهمیت منحصر به فردی برخوردار است زیرا سنگ‌های دگرگونی مشابه این مجموعه‌ی دگرگونی در نقاط دیگر البرز وجود ندارند و فقر اطلاعات سنگ‌شناسی درباره‌ی آن بسیار مشهود است.

مجموعه‌ی دگرگونی گشت در غرب شهرستان رشت همراه با مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن و اسالم در دامنه‌ی شمالی ارتفاعات البرز غربی از کوه‌های طالش برونزد دارند. این مجموعه‌ی دگرگونی با توپوگرافی مرتفع سازنده‌ی ارتفاعات جنوب غربی فومن بوده و با جنگلی انبوه پوشیده شده است (شکل ۲ الف). بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی، این مجموعه‌ی دگرگونی به دو بخش زیرین و بالایی تقسیم شده - است [۱۱]. بخش زیرین شامل مجموعه‌ای از میکاشیست‌های مختلف و گنیس‌های میگماتیته است. بخش بالایی متشکل از سنگ‌های شیستی با دگرگونی درجه‌ی ضعیف است که نسبت به بخش زیرین ریزدانه‌تر بوده و از فیلیت و شیست‌های سریسیتی و کلریت‌دار تشکیل شده است که در برخی نقاط بخش زیرین این بخش با کوارتزیت همراه است.



شکل ۱ الف- موقعیت ساختاری کمربند البرز و پهنه‌های زمین‌شناسی پیرامون آن [۷]. موقعیت مجموعه‌ی دگرگونی گشت با چهارگوش نشان داده شده است. ب- نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از مجموعه‌ی دگرگونی گشت (با تغییرات از [۱۱]).

متابازیت‌ها نیز، خاستگاه احتمالی دیگر برای تشکیل این چنین رگه‌هاست.

آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت نسبت به شیب‌های سبز درشت بلورتر بوده و به صورت فولیاسیون‌دار (شکل ۳ پ) یا توده‌ای (شکل ۳ ت) بیشتر متشکل از آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به کوارتز، اسفن و ایلمنیت اشاره کرد. بیوتیت و سریسیت به‌صورت کانی‌ثانوی به ترتیب حاصل دگرسانی آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند که به ندرت در بعضی از نمونه‌های آمفیبولیت، کلینوپروکسن نیز مشاهده می‌شوند. احتمالاً درجه‌ی دگرگونی به اندازه‌ای رسیده که کلینوپروکسن دگرگونی، در آمفیبولیت‌های فولیاسیون‌دار متبلور شده است.

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و ارزیابی شرایط تبلور آن‌ها، از کانی‌های دو نمونه شیب‌سبز و آمفیبولیت ریزپردازش نقطه‌ای به‌عمل آمد (جدول ۱). در این بخش به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهد شد.

آمفیبولیت

آمفیبول

با توجه به معیار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۱۴]، آمفیبول نمونه‌ی آمفیبولیت مورد بررسی از نوع کلسیک بوده ($B\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Na} \geq 0.75$) و بنابر میزان کاتیون‌های آلومینیم، آهن و تیتانیم جایگاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جایگاه A، بیشتر منیزیه‌ورنبلند نام دارند (شکل ۴ الف). بر اساس نمودار جدا کننده‌ی آمفیبول ماگمایی از دگرگونی [۱۵]، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع دگرگونی هستند (شکل ۴ ب).

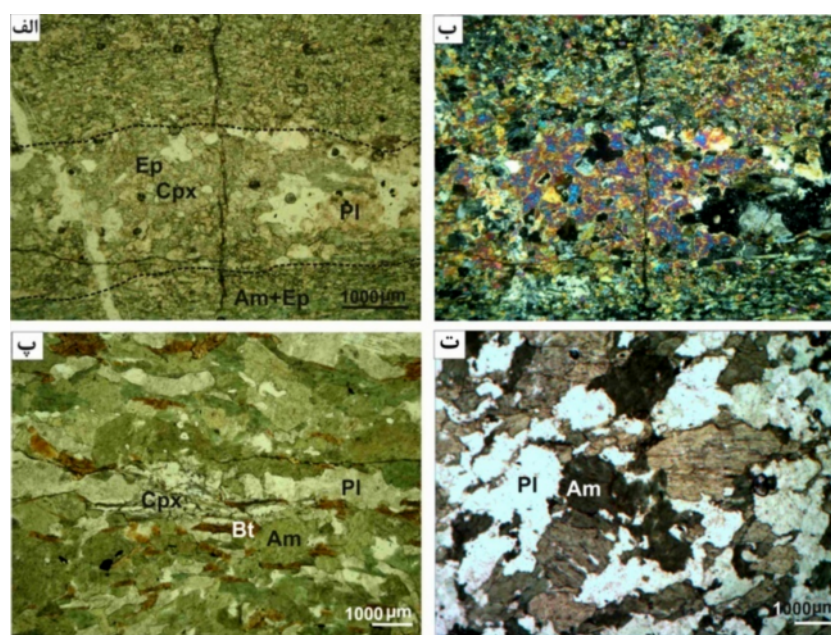
توالی زون‌های دگرگونی موجود در متاپلیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت (زون‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت، کیانیت و استارولیت)، وجود استارولیت و کیانیت، نبود کردیریت، رابطه‌ی تبدیلی کیانیت به سیلیمانیت و محاسبات دما-فشارسنجی متاپلیت‌ها، بیان‌گر آن است که این مجموعه دگرگونی تحت تاثیر گرادیان دگرگونی P/T متوسط یا کوهزایی قرار گرفته است [۱۲، ۱۳]. نتایج دما-فشار-سنجی متاپلیت‌ها، موید رسیدن شرایط دما و فشار دگرگونی به شرایط ذوب‌بخشی است به‌طوری‌که می‌توان گنیس‌های سیلیمانیت‌دار با ساختار میگماتیته (شکل ۲ ب) را در صحرا به‌صورت برج‌ها مشاهده کرد [۱۲]. علاوه بر متاپلیت‌های یاد شده، نمونه‌های کالک سیلیکات و سنگ‌های متابازیتی (شکل ۲ پ) شامل شیب‌سبز و آمفیبولیت نیز در این مجموعه دگرگونی حضور دارند که به‌واسطه‌ی تراکم بالای پوشش گیاهی، توپوگرافی بلند و وجود قشر ضخیمی از خاک جنگلی در بیشتر موارد بروزند برج‌های آن‌ها از دیده نمانده است.

سنگ نگاری

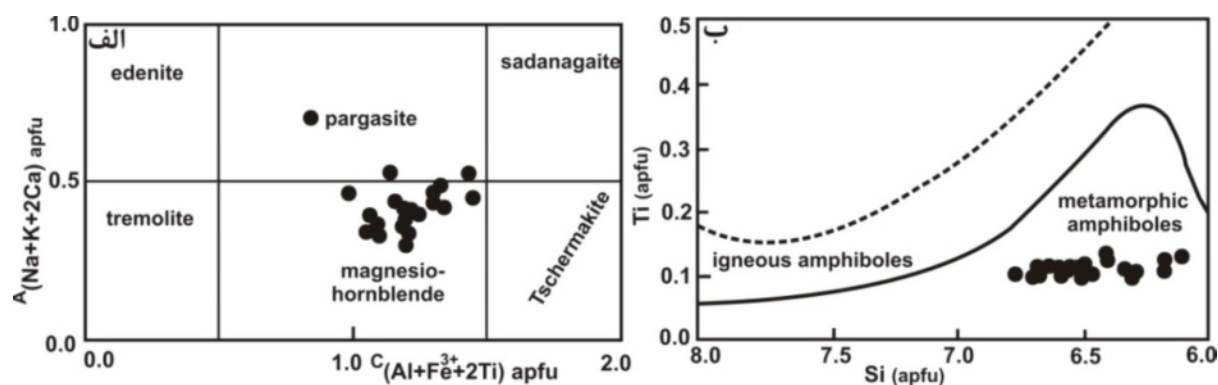
متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت از سنگ‌های رخساره-ی شیب‌سبز و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های سنگ-ساز شیب‌سبز آمفیبول جهت‌یافته، آلبیت و اپیدوت هستند. رگه‌هایی متشکل از پروکسن، اپیدوت و کلسیت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲ الف و ب). تشکیل دوگانه‌ی اسکارن مانند، احتمالاً بیان‌گر تبادلی شیمیایی بین رگه‌های کلسیتی ثانویه و پروتولیت آذرین سیلیکاتی طی دگرگونی است. از طرفی تزریق سیالات دگرگونی غنی از دی‌اکسید کربن تراوش یافته از واحدهای سنگی آهکی - سیلیکاتی به داخل



شکل ۲ الف) دورنمایی مجموعه‌ی دگرگونی گشت که سازنده‌ی ارتفاعات غرب شهرستان فومن است و با پوشش جنگلی انبوه پوشیده شده است. ب) متاپلیت‌هایی که دستخوش دگرگونی درجه بالا شده‌اند، ساختارهای میگماتیته نشان می‌دهند. پ) نمونه‌ی دستی متابازیت مجموعه‌ی دگرگونی گشت متوسط بلور بوده، و شامل رگه‌های ثانوی کلسیت است.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت. الف و ب- تصویر میکروسکوپی شیست سبز و رگه‌ی متشکل از کلینوپیروکسن، کلسیت و اپیدوت در آن. پ- آمفیبولیت فولیاسیون دار با کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول و پلاژیوکلاز. بیوتیت کانی ثانوی و ایلمنیت، اسفن و کلینوپیروکسن، کانی‌های فرعی هستند. ت- آمفیبولیت توده‌ای با کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول و پلاژیوکلاز.



شکل ۴ الف) بنابر نمودارهای رده‌بندی آمفیبول [۱۴]، آمفیبول‌های موجود در نمونه‌ی آمفیبولیتی، بیشتر از نوع منیزیهورنبلند هستند. ب) بر اساس نمودار جداکننده‌ی آمفیبول‌های دگرگونی از انواع آذرین [۱۵]، آمفیبول‌های موجود در نمونه‌ی آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی گشت از نوع دگرگونی هستند.

از ۲/۴ تا ۲/۸۱ درصد و عدد منیزیم آن‌ها ۵۹ درصد است.

شیست سبز

کلینوپیروکسن

بنابر نمودار رده‌بندی پیروکسن [۱۷] کلینوپیروکسن موجود در رگه‌های کلسیتی شیست سبز، از نوع دیوپسید بوده و سازهای اصلی آن به قرار زیرند (جدول ۱): ولاستونیت (۵۲ تا ۵۳ درصد)، فروسیلیت (۹ تا ۱۰ درصد) و انستاتیت (۳۶ تا ۳۷ درصد).

فلدسپار

نتایج فلدسپارهای نمونه‌ی آمفیبولیت، در جدول ۱ ارائه شده است. میزان تشکیل دهنده‌های پلاژیوکلاز عبارتند از آل بیت (از ۵۰ تا ۵۳ درصد)، آنورتیت (از ۴۷ تا ۴۹ درصد) و ارتوز (۱ درصد). لذا پلاژیوکلازهای مورد بررسی از نوع آندزین هستند.

بیوتیت

بنابر معیارهای رده‌بندی میکای سیاه [۱۶]، این کانی، از نوع آهن و منیزیم‌دار (بیوتیت) است. میزان تیتانیوم موجود در آن‌ها

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های موجود در نمونه‌شلیست سبز و آمفیبولیت. فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، اپیدوت و پیروکسن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸، ۲۲، ۱۲/۵ و ۱۶ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه کانی	آمفیبولیت						شلیست سبز					
	آمفیبول		پلاژیوکلاز		بیوتیت		اپیدوت		پیروکسن		فلدسپار	
شماره آنالیز	#۲۴	#۲۶	#۲۴	#۲۵	#۲۳	#۲۷	#۷	#۶	#۲	#۱	#۱۲	#۱۰
SiO ₂	۴۴/۹۰	۴۴/۴۷	۵۹/۴۶	۵۹/۶۹	۳۱/۲۵	۳۲/۸۵	۳۸/۵۴	۳۸/۱۶	۵۱/۵۵	۵۱/۳۴	۶۵/۵۳	۶۸/۱۹
TiO ₂	۱/۰۶	۱/۱۰	۰/۰	۰/۰۱	۲/۴۰	۲/۸۱	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۱۱/۰۷	۱۰/۷۳	۲۶/۴۲	۲۵/۹۶	۱۷/۴۳	۱۶/۰۵	۲۴/۳۸	۲۴/۹۲	۲/۰۴	۲/۱۱	۱۸/۷۹	۱۹/۹
FeO ^I	۱۶/۲۵	۱۶/۳۳	۰/۲۳	۰/۰۷	۲۳/۹۸	۲۲/۲۲	۱۱/۹۲	۱۰/۶۲	۱۰/۲۰	۱۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۰۸
MnO	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۱۱/۷۱	۱۱/۵۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۱۶/۳۵	۱۴/۹۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۲/۱۲	۱۲/۲۶	۰/۰۱	۰/۰۰
CaO	۱۱/۴۱	۱۱/۳۹	۸/۱۳	۷/۵۲	۰/۲۶	۰/۱۸	۲۳/۸۶	۲۳/۷۳	۲۴/۱۲	۲۴/۱۸	۰/۲۱	۰/۴۵
Na ₂ O	۱/۳۱	۱/۴۴		۷/۴۷	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۵۸	۰/۶۰	۰/۱۵	۱۱/۹۸
K ₂ O	۰/۵۷	۰/۶۱	۰/۲۱	۰/۱۹	۱/۷۳	۵/۲۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۵/۳۸	۰/۳۱
Total	۹۸/۴۴	۹۷/۷۸	۱۰۱/۵	۱۰۰/۹	۹۳/۶	۹۴/۵۲	۹۸/۸۴	۹۷/۶۸	۱۰۱/۰	۱۰۱/۱	۱۰۰/۳۶	۱۰۰/۹۳
Si	۶/۵۴	۶/۵۵	۲/۶۲	۲/۶۴	۲/۳۹	۲/۵۱	۳/۰۲	۳/۰۱	۱/۹۲	۱/۹۰	۲/۹۹	۲/۹۶
Ti	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۱			۰/۰۰	۰/۰۰
Al ^{IV}	۱/۴۶	۱/۴۵	۱/۳۷	۱/۳۵	۱/۵۹	۱/۴۶	۲/۲۵	۲/۳۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۱/۰۱	۱/۰۲
Al ^{VI}	۰/۴۴	۰/۴۱										
Fe ³⁺	۰/۵۴	۰/۴۹	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۷۰	۰/۶۳	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۱/۳۶	۱/۴۴	۰/۰۰		۱/۲۸	۱/۱۹					۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۲/۵۴	۲/۵۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۸۶	۱/۷۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۱/۷۸	۱/۸۰	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۲/۰۰	۲/۰۱	۰/۹۶	۰/۹۶	۰/۰۱	۰/۰۲
Na	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۱/۰۱
K	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۵۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۹	۰/۰۱
Sum	۱۵/۱۶	۱۵/۲۴	۴/۹۹	۵/۰۰	۷/۷۱	۷/۸۰	۷/۹۷	۷/۹۹	۴/۰۰	۴/۰۱	۴/۹۲	۵/۰۲
Mg#	۶۵	۶۴			۵۹	۵۹	۲۴	۲۱	۶۸	۶۷		
Ab			۴۹	۵۳							۱/۴	۹۶/۴
An			۵۰	۴۶							۱/۱	۲
Or			۱	۱							۹۷/۷۵	۱/۶
Wo									۵۲/۵۵	۵۳		
En									۳۶/۷۴	۳۷/۳۸		
Fs									۱۰/۷۱	۹/۶۳		
XP _s							۲۳/۷۲	۲۱/۳۵				

فلدسپار

فلدسپارهای آنالیز شده موجود در متن سنگ از هر دو نوع آل بیت و ارتوز بوده و سازنده‌های آن‌ها عبارتند از آل بیت (۱) تا ۹۶ درصد، آنورتیت (۱ تا ۲ درصد) و ارتوز (۱ تا ۹۷ درصد).

اپیدوت

تمرکز غلظت متشکله یا سازنده پیستاسیت اپیدوت‌های آنالیز شده متن سنگ از ۲۱ تا ۲۳ درصد متغیر است.

دما- فشارسنجی

یکی از اهداف مهم در سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی، محاسبه‌ی دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی است که منجر به شناخت درجه‌ی زمین‌گرمایی قدیمی، روشن شدن سازوکار دگرگونی و در نهایت شناسایی جایگاه پالئوتکتونومورفیک خواهد شد. ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی به روش‌های مختلفی صورت می‌گیرد که عبارتند از

دما- فشارسنجی به کمک شبکه‌ی پتروژنتیک متابازیت‌ها

کانی‌های معدود موجود در متابازیت‌ها به صورت محلول جامد وجود دارند، در نتیجه ایزوگرادها در سیستم‌های متاپلیتی معمول‌تر بوده و پتروژنتیک متابازیت متاپلیتی از جامعیت بیشتری نسبت به متابازیت‌ها برخوردارند. با وجود این پدیده و محو‌کانی‌هایی از قبیل کلریت و اپیدوت در ارزیابی دما و فشار دگرگونی، متابازیت‌ها مفیدترند. با توجه به مجموعه‌های کانی-شناسی موجود در رخساره‌ی آمفیبولیت متابازیت‌ها [۱۹] و نظر به نبود کلریت در آمفیبولیت‌های مورد بررسی، حداقل دمای دگرگونی ۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. عدم حضور اپیدوت در آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت نیز، حاکی از آن است که دمای بیشینه‌ی دگرگونی ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است. از طرفی تبلور کلینوپیروکسن دگرگونی در آمفیبولیت‌های فولیاسیون‌دار منطقه، بیان‌گر حداکثر دمای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد است.

دما- فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول

دماسنجی بر اساس تغییرات Si در برابر Mg#

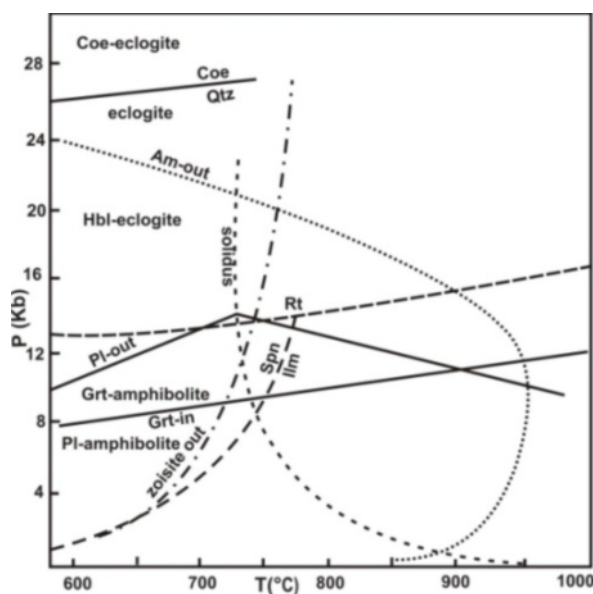
با بررسی‌های آزمایشگاهی تبلور آمفیبول در دامنه دمایی ۷۰۰ تا ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد میسر شده است [۲۰]. با توجه به مقادیر Si و Mg#، آمفیبول‌های مورد بررسی، در گستره‌ی دمایی ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (شکل ۶ الف).

نرم‌افزار ترموکالک، شبکه‌های پتروژنتیک، دما-فشارسنج‌های قراردادی و استفاده از شیمی کانی‌ها. با توجه به محدود بودن تعداد کانی‌های پارائنز دگرگونی آمفیبولیت‌های مورد بررسی، محاسبه‌ی دما و فشار با نرم‌افزار ترموکالک میسر نشد. روش‌های دیگر دما-فشارسنجی که با آن روش‌ها شرایط دگرگونی محاسبه شده به شرح زیرند.

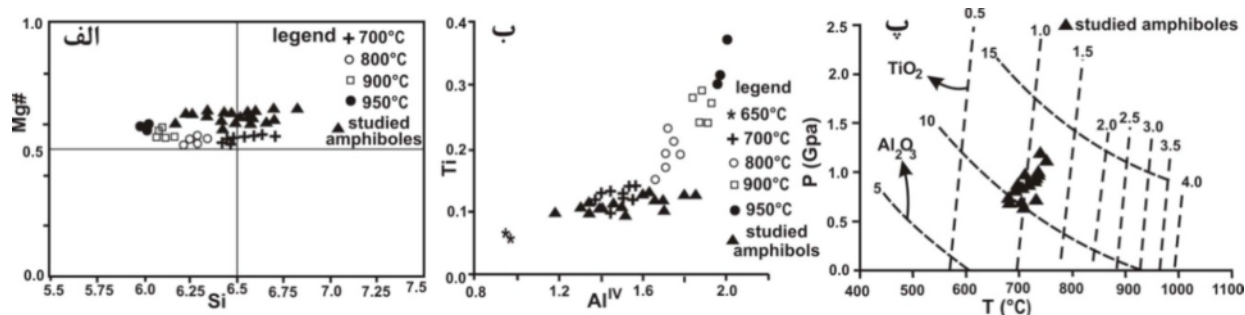
دما- فشارسنجی با استفاده از شبکه پتروژنتیک تبدیل

آمفیبولیت به اکلوزیت در سیستم مورب آبدار

در شکل ۵ شبکه پتروژنتیک گذر از رخساره‌ی آمفیبولیت به اکلوزیت در سیستم مورب آبدار [۱۸] و گستره‌ی پایداری فازهای تیتانیوم‌دار نشان داده شده‌اند. با توجه به عدم حضور گارنت در نمونه‌های آمفیبولیت مجموعه دگرگونی گشت، فشار دگرگونی، کمتر از ۸ کیلو بار بوده است. از طرفی نبود شواهد ذوب‌بخشی در نمونه‌های متابازیتی، دمای دگرگونی را در گستره‌ی زیر منحنی ذوب مورب آبدار و کمتر از ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، نشان می‌دهد. نظر به نبود روتیل و حضور اسفن و ایلمنیت فشار دگرگونی کمتر از ۱۳ کیلو بار و دامنه‌ی دمایی مجموعه‌ی دگرگونی گشت بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی-گراد متغیر است. بنابر منحنی پایداری اپیدوت و با توجه به نبود اپیدوت در آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت، در دامنه‌ی فشار ۴ تا ۸ کیلو بار دمای دگرگونی ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در تغییر است.



شکل ۵ نمودار دما- فشار و شبکه‌ی پتروژنتیک تبدیل آمفیبولیت به اکلوزیت همراه با گستره‌ی پایداری فازهای تیتانیوم‌دار در سیستم مورب اشباع از آب [۱۷].



شکل ۶ دما-فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول. الف) نمودار Si نسبت به Mg# [۲۰]. بنابر این نمودار، نمونه‌های آمفیبول مجموعه‌ی گشت، بیشتر در گستره‌ی دمایی ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. ب) در نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti آمفیبول‌های کلسیک [۲۰] نیز، دمای تبلور آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت گشت در گستره‌ی دمایی ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است. پ) بنابر نمودار دما-فشار و ایزوپلت‌های اکسیدهای اصلی TiO_2 و Al_2O_3 در آمفیبول‌های کلسیک [۲۰]، نمونه‌های گشت، دمای ۶۸۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۶ تا ۱۲ کیلوبار را نشان می‌دهند.

محاسبات مورد استفاده قرار گرفته است. بنابر این واکنش، در فشار ۸ کیلوبار دمای دگرگونی ۷۲۴ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

شیمی سنگ کل

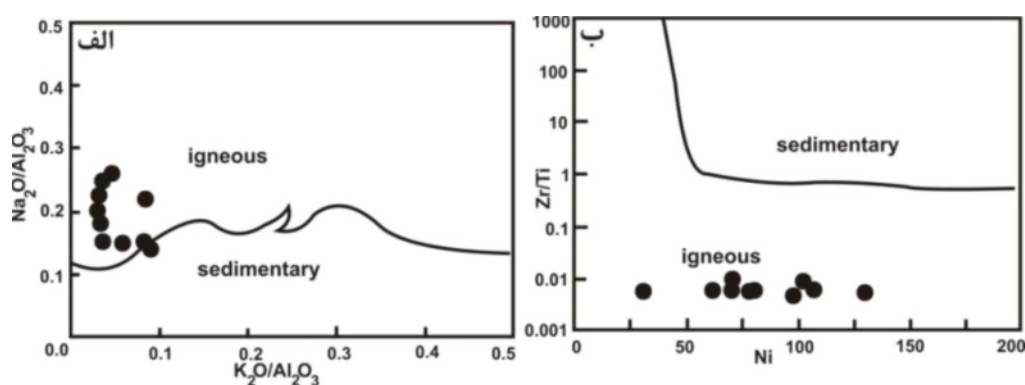
نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل ۱۰ نمونه (۳ نمونه شیبست سبز و ۷ نمونه آمفیبولیت) از متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. اولین گام در بررسی شیمی سنگ کل متابازیت‌ها، تمایز خاستگاه آذرین (ارتوآمفیبولیت) یا رسوبی (پاراآمفیبولیت) آن‌هاست. با توجه به نمودارهای جداکننده خاستگاه رسوبی از آذرین [۲۴]، پروتولیت متابازیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی آذرین قرار گرفته‌اند (شکل ۷) بنابراین نمونه‌های مورد بررسی از نوع ارتوآمفیبولیت هستند. به‌منظور نام‌گذاری پروتولیت و شناسایی سری ماگمایی، از نمودارهای مرسوم برای سنگ‌های آذرین استفاده شده است. در نمودارهای نام‌گذاری شده که براساس عناصر اصلی هستند [۲۵]، پروتولیت نمونه‌ها، در گستره‌ی بازالت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف) و نظر به مقادیر کم عناصر قلیایی از ماهیت نیمه قلیایی برخوردارند. با توجه به ماهیت دگرگون شده‌ی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهایی که براساس عناصر کم تحرک در طی دگرگونی بنا شده‌اند [۲۶] نیز استفاده شده است. بنابراین نمودار، تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت قرار گرفته‌اند (شکل ۸ ب). در نمودار AFM جداکننده سری آهکی-قلیایی از توله‌ایتی [۲۷]، سری ماگمایی پروتولیت نمونه‌های مورد بررسی از هر دو نوع توله‌ایتی و آهکی-قلیایی هستند (شکل ۸ پ).

دماسنجی بر مبنای تغییرات مقدار Al^{IV} در برابر Ti آمفیبول
چنانکه در شکل ۶ ب ملاحظه می‌شود، بر اساس داده‌های دمایی ارائه شده در [۲۱] و نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti [۲۰]، آمفیبول‌های نمونه‌ی آمفیبولیت مجموعه‌ی دگرگونی گشت در دمای ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده‌اند.

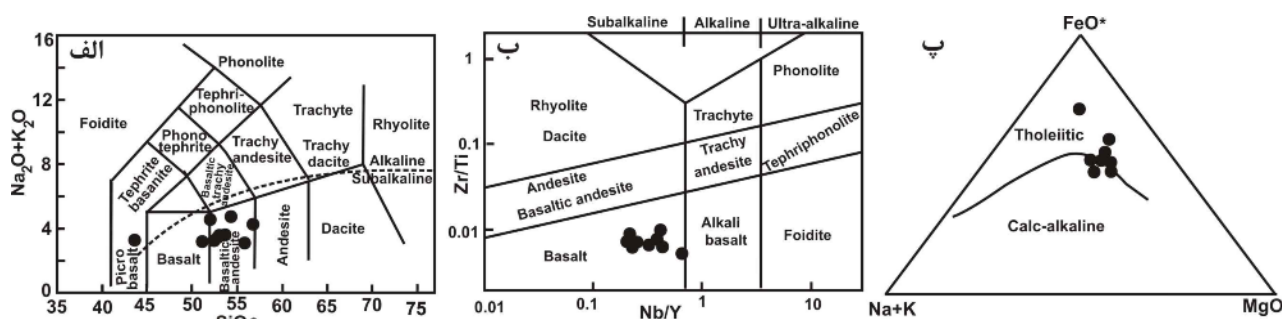
دما-فشارسنجی آمفیبول با استفاده از ایزوپلت‌های TiO_2 و Al_2O_3
با استفاده از غلظت تیتانیم و آلومینیم آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات مورب، در دامنه‌ی دمای ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، فشار ۸ تا ۲۲ کیلوبار و شرایط گریزندگی اکسیژن کنترل شده سیستم کوارتز-مگنتیت-فایالیت (شکل ۶ پ)، روش دما-فشارسنجی آمفیبول به‌صورت نیمه کمی ابداع شده است [۲۰]. با استفاده از این روش شرایط دگرگونی به‌طور تقریبی شامل دمای ۶۸۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۲ کیلوبار است.

دماسنجی قراردادی هورنبلند-پلاژیوکلاز

بر اساس جانشینی ادنیتی-چرماکیتی صورت گرفته در ترکیب شیمیایی آمفیبول، دماسنجی بر مبنای زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز ابداع شده [۲۲] و سپس با توجه به حضور یا عدم حضور کوارتز در سنگ، دو واکنش جداگانه به‌منظور ارزیابی دمای سنگ‌های کوارتزدار و بدون کوارتز معرفی شده‌اند [۲۳]. از آنجا که در نمونه‌های متابازیتی مجموعه‌ی گشت، کوارتز دیده می‌شود، واکنش آلبیت + ترمولیت = کوارتز + ادنیت در



شکل ۷ الف) بنابر نمودار نسبت‌های K_2O/Al_2O_3 در برابر Na_2O/Al_2O_3 [۲۴]، غیر از یک نمونه، همه‌ی نمونه‌ها دارای پروتولیت آذرین هستند. ب- با توجه به نمودار نیکل در برابر زیرکینیم به تیتانیوم [۲۴] نیز، متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت از دگرگونی سنگ‌های آذرین به‌وجود آمده‌اند.



شکل ۸ الف) بنابر نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین [۲۵]، ترکیب پروتولیت متابازیت‌های مورد بررسی غالباً آندزیت بازالتی و بازالت نیمه قلیایی است. ب) با توجه به نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین که بر اساس عناصر غیرمتحرک طی دگرگونی بنا شده است [۲۶]، ترکیب پروتولیت نمونه‌های مورد بررسی بازال است. پ- در نمودار جداکننده‌ی سری ماگمایی توله‌ایتی از آهکی-قلیایی [۲۷]، سری ماگمایی متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت از هر دو نوع توله‌ایتی و آهکی-قلیایی است.

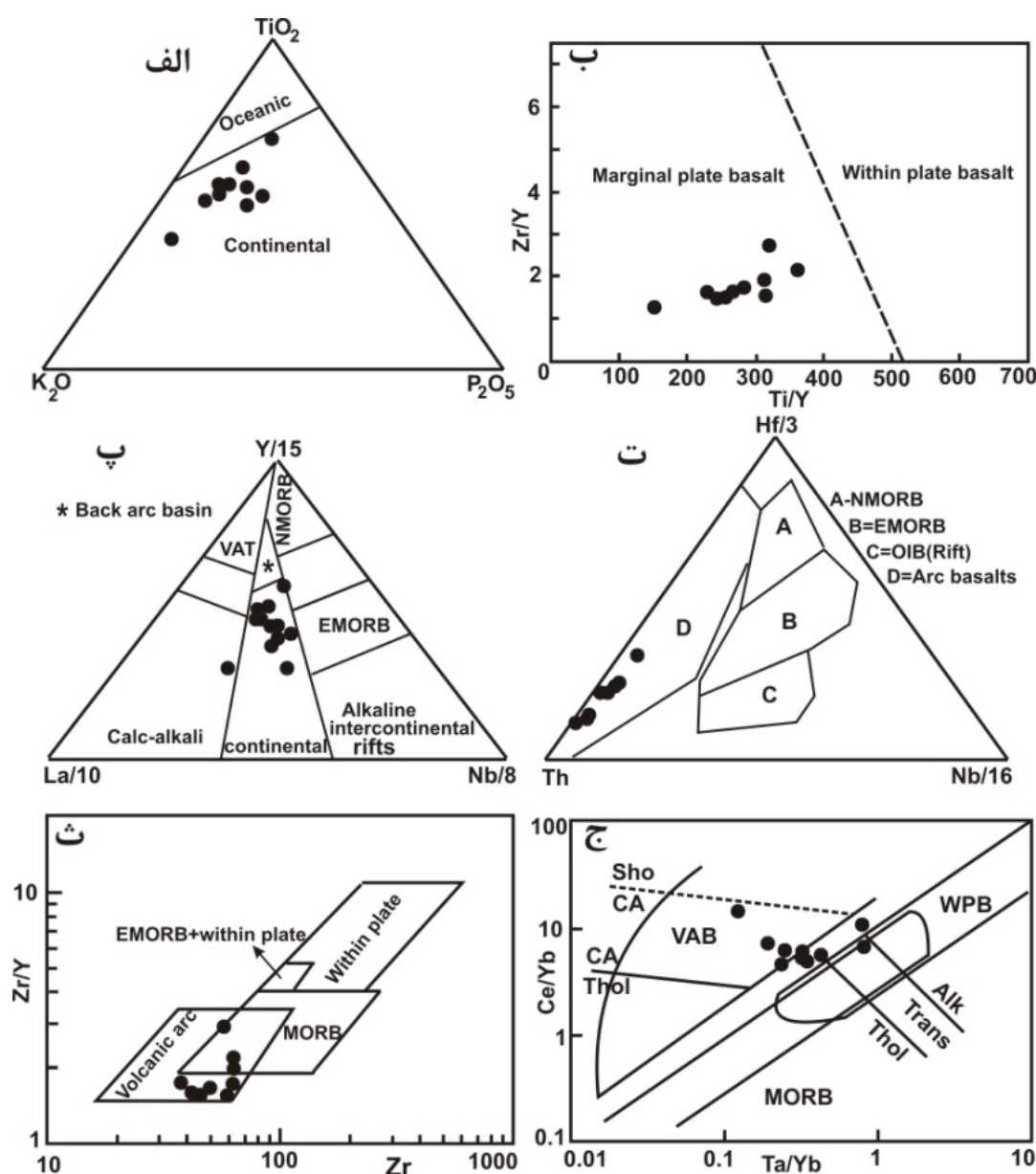
تعیین جایگاه ژن پروتولیت متابازیت‌ها

در این بخش سعی شده تا علاوه بر نمودارهای مرسوم دهه‌های ۷۰ و ۸۰ قرن میلادی قبل، از نمودارهای تصحیح شده و جدید تعریف شده بر اساس لگاریتم چندعنصری که در سال‌های اخیر ابداع شده‌اند نیز برای شناسایی جایگاه زمین ساختی پروتولیت متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت استفاده گردد. بر اساس نمودار مثلثی متمایزکننده بازالت قاره‌ای از اقیانوسی [۲۸]، جایگاه پروتولیت متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت قاره‌ای هستند (شکل ۹ الف). در نمودار دوتایی Ti/Y در برابر Zr/Y [۲۹]، تمامی نمونه‌ها وابسته به حواشی فعال صفحات هستند (شکل ۹ ب). با توجه به نمودار سه‌تایی $La/10-Y/15-Nb/8$ [۳۰]، پروتولیت بیشتر نمونه‌ها، در گستره‌ی بازالت قاره-ای قرار گرفته‌اند (شکل ۹ پ). بنابر نمودار سه‌تایی $Th-Hf/3-Nb/16$ [۳۱]، تمامی نمونه‌های وابسته به جایگاه قوس

ماگمایی هستند (شکل ۹ ت). در نمودار دوتایی جداکننده‌ی جایگاه‌های زمین‌ساختی کمان آتشفشانی، پشته میان اقیانوسی و داخل صفحه‌ای [۳۲]، جایگاه متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت، کمان آتشفشانی است (شکل ۹ ث). با توجه به نمودار دوتایی نسبت Ta/Yb در برابر Ce/Yb [۳۳]، جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی، غالباً در گستره‌ی بازالت-های کمان آتشفشانی یا مجاور آن واقع شده‌اند (شکل ۹ ج). بنابر نمودار دوتایی $Th/Nb-La/Yb$ [۳۴]، جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت، بیشتر در مرز جداکننده‌ی قوس قاره‌ای از اقیانوسی واقع شده‌اند (شکل ۱۰ الف). در نمودارهای جدید مثلثی و دوتایی جدا کننده‌ی جایگاه زمین‌ساختی [۳۵] نیز، تمامی نمونه‌ها شاخص‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های جزایر قوسی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۰ ب، پ و ت).

جدول ۲ نتایج بررسی شیمیایی سنگ کل ۱۰ نمونه از متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت. عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون هستند.

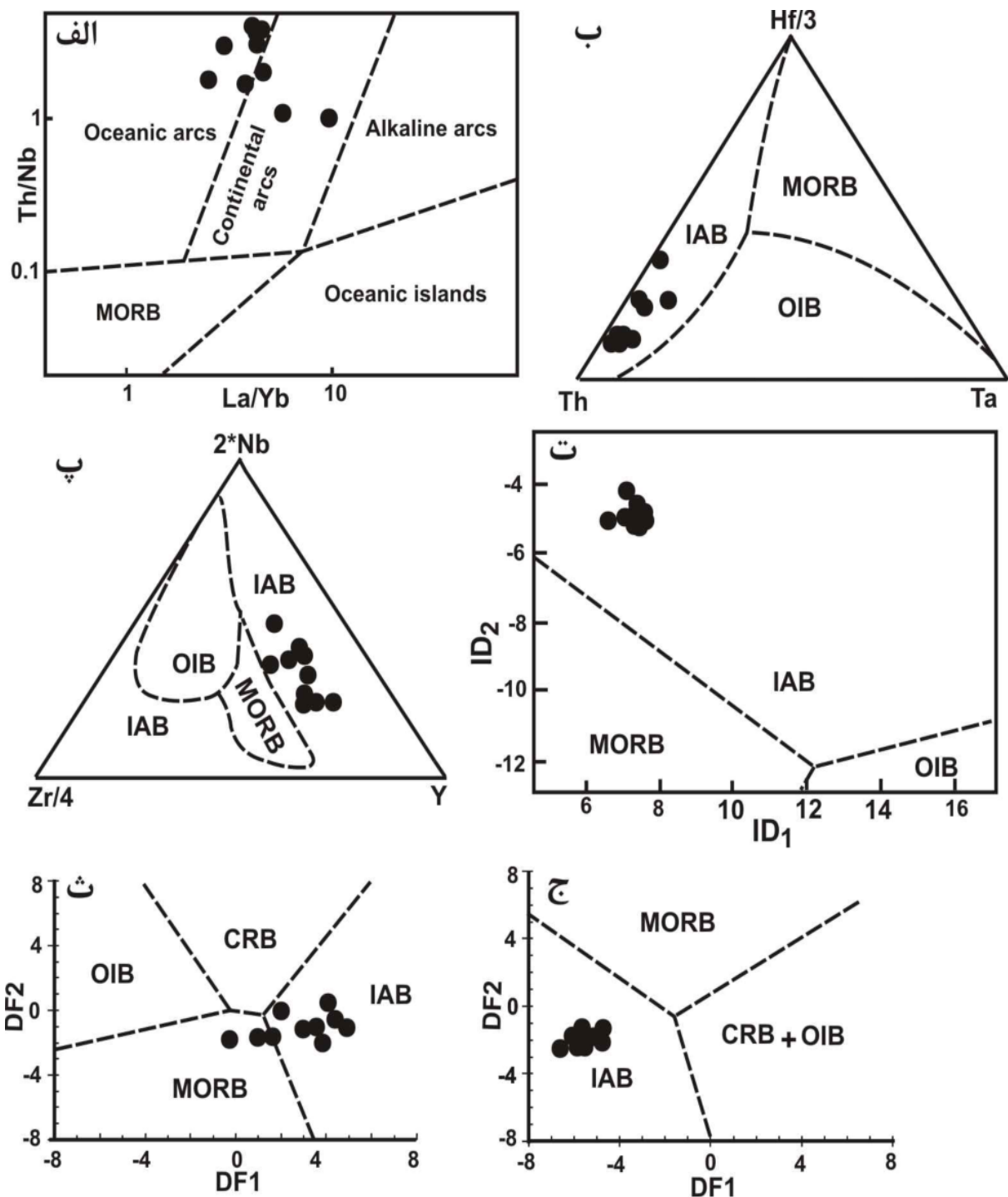
	Ga3 Am.	Ga5 Am.	Ga6 Am.	Ga17 Am.	Ga41 Gs.	Ga47 Gs.	Ga50 Am.	Ga52 Gs.	Ga53 Am.	Ga54 Am.
SiO ₂	۳۹٫۶	۵۵٫۳	۴۹٫۱	۵۱٫۰	۵۳٫۰	۵۰٫۹	۵۳٫۰	۴۹٫۱	۵۴٫۷	۵۰٫۸
TiO ₂	۱٫۸	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۵	۰٫۹	۱٫۸	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۲	۱٫۰
Al ₂ O ₃	۱۲٫۶	۱۳٫۹	۱۳٫۲	۱۵٫۵	۱۶٫۳	۱۲٫۶	۱۵٫۵	۱۴٫۱	۱۶٫۰	۱۵٫۴
FeO*	۱۵٫۷	۱۱٫۳	۱۵٫۵	۱۲٫۰	۱۰٫۶	۱۲٫۳	۱۱٫۲	۱۱٫۷	۸٫۶	۱۰٫۹
MnO	۰٫۷	۰٫۱	۰٫۵	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲
MgO	۲٫۸	۵٫۳	۶٫۴	۵٫۷	۶٫۱	۵٫۹	۶٫۴	۶٫۳	۵٫۶	۵٫۹
CaO	۱۵٫۴	۶٫۹	۸٫۰	۹٫۳	۶٫۸	۹٫۸	۸٫۸	۸٫۷	۹٫۳	۸٫۲
Na ₂ O	۱٫۸	۳٫۵	۱٫۸	۲٫۳	۴٫۰	۲٫۹	۳٫۰	۳٫۱	۲٫۴	۲٫۸
K ₂ O	۱٫۱	۰٫۶	۱٫۲	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۵	۱٫۲	۰٫۶	۰٫۵
P ₂ O ₅	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۵	۰٫۳
LOI	۳٫۵۶	۰٫۸۷	۱٫۸۹	۰٫۹۷	۱٫۲۶	۱٫۸۷	۰٫۱۳	۳٫۰۶	۰٫۷۸	۳٫۸۳
Totale	۹۵٫۷۶	۹۹٫۴۷	۹۹٫۴۹	۹۹٫۵۷	۹۹٫۸۶	۹۸٫۹۷	۹۹٫۸۳	۹۸٫۵۶	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۳
Ba	۲۰۲٫۰	۱۲۷٫۰	۳۴۵٫۳	۲۳۴٫۴	۱۱۴٫۸	۹۶٫۱	۶۸٫۹	۱۰۲٫۷	۲۰۷٫۶	۵۸٫۷
Ce	۳۶٫۲	۳۳٫۴	۲۴٫۷	۲۱٫۷	۱۷٫۱	۲۷٫۲	۱۳٫۵	۱۸٫۳	۴۶٫۳	۱۸٫۹
CO	۲۹٫۶	۳۰٫۶	۴۱٫۴	۳۳٫۵	۳۵٫۷	۴۳٫۲	۳۰٫۱	۲۵٫۸	۳۴٫۳	۳۲٫۰
Cr	۷۲٫۷	۱۹۵٫۳	۲۱۹٫۰	۳۳۸٫۹	۲۴۱٫۴	۶۴٫۷	۲۴۰٫۲	۳۴۳٫۲	۱۷۶٫۹	۲۱۶٫۲
Cs	۱۴٫۴	۱۱٫۹	۱۳٫۴	۱۲٫۷	۸٫۱	۱۵٫۷	۷٫۸	۷٫۳	۸٫۳	۱۰٫۰
Dy	۱۱٫۰	۱۰٫۲	۹٫۵	۸٫۲	۶٫۹	۱۵٫۱	۵٫۹	۶٫۶	۷٫۸	۷٫۱
Er	۱٫۸	۲٫۱	۲٫۱	۱٫۷	۱٫۳	۳٫۰	۱٫۳	۲٫۳	۱٫۰	۱٫۴
Eu	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۶	۲٫۲	۱٫۲	۱٫۵	۱٫۸	۱٫۴
Ga	۳۱٫۴	۲۵٫۹	۳۳٫۲	۲۴٫۵	۲۶٫۸	۲۵٫۲	۲۷٫۵	۲۷٫۶	۲۲٫۷	۲۹٫۵
Gd	۳٫۴	۲٫۵	۳٫۱	۲٫۳	۲٫۴	۲٫۶	۱٫۷	۳٫۷	<۱٫۰	۲٫۰
Hf	۱۸٫۹	۱۵٫۲	۲۱٫۷	۱۵٫۹	۱۸٫۴	۱۸٫۵	۹٫۷	۱۱٫۶	۲۰٫۱	۱۳٫۹
HO	۱٫۲	۱٫۰	۰٫۹	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۰	۰٫۹	۱٫۳	۱٫۵	۱٫۴
La	۲۰٫۰	۱۹٫۶	۱۳٫۱	۱۳٫۳	۱۱٫۵	۱۴٫۵	۹٫۲	۱۱٫۲	۳۰٫۱	۱۱٫۲
MO	۲٫۴	۱٫۷	۲٫۶	۱٫۵	۰٫۹	۱٫۶	۱٫۲	۱٫۱	۱٫۷	۰٫۹
Nb	۱۸٫۲	۱۶٫۴	۸٫۵	۱۳٫۰	۶٫۸	۱۳٫۶	۵٫۵	۸٫۴	۱۳٫۰	۸٫۷
Nd	۲۵٫۷	۲۴٫۹	۱۸٫۹	۱۹٫۷	۱۳٫۶	۲۱٫۲	۱۲٫۰	۱۲٫۵	۲۸٫۵	۱۶٫۵
Ni	۳۱٫۲	۷۰٫۹	۸۰٫۱	۶۱٫۹	۱۰۶٫۶	۷۰٫۵	۷۷٫۹	۱۰۲٫۵	۱۲۹٫۶	۹۸٫۰
Pb	۲۲٫۲	۳۰٫۹	۵۹٫۱	۱۸٫۱	۱۷٫۸	۲۵٫۸	۲۲٫۲	۲۶٫۰	۱۸٫۰	۱۹٫۳
Pr	۲٫۹	۲٫۰	۲٫۵	۱٫۵	۱٫۵	۱٫۷	۱٫۶	۲٫۹	<۱٫۰	۱٫۴
Rb	۱۴۷٫۵	۴۶٫۴	۷۱٫۱	۶۳٫۹	۵۵٫۶	۳۸٫۸	۶۶٫۵	۶۹٫۵	۱۵۵٫۳	۷۸٫۴
Sb	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵
Sc	۳۰٫۶	۴۰٫۴	۴۰٫۲	۴۶٫۶	۳۲٫۰	۳۸٫۵	۳۷٫۹	۳۱٫۳	۳۵٫۰	۳۷٫۸
Sm	۸٫۳	۷٫۱	۷٫۴	۵٫۶	۴٫۸	۸٫۷	۴٫۴	۴٫۹	۶٫۲	۵٫۶
Sr	۴۳۹٫۲	۱۵۵٫۳	۲۲۶٫۴	۲۰۴٫۳	۱۸۲٫۴	۱۳۳٫۴	۱۹۸٫۰	۲۱۶٫۴	۴۵۲٫۱	۲۳۰٫۲
Ta	۲٫۷	۰٫۹	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۱	۲٫۲	۰٫۴	۰٫۸
Tb	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۴	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۴	۰٫۸	۰٫۸	۰٫۹	۱٫۰
Th	۱۹٫۶	۳۲٫۵	۲۶٫۱	۱۹٫۳	۴۱٫۸	۲۲٫۱	۲۲٫۲	۲۶٫۶	۱۳۰	۳۴٫۷
Tl	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۹	۱٫۲	۰٫۹	۱٫۰	۰٫۷	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۸
Tm	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	<۰٫۱	۰٫۱
U	۳٫۷	۲٫۳	۳٫۲	۲٫۱	۲٫۲	۱٫۹	۱٫۴	۴٫۳	<۱٫۰	۲٫۱
V	۱۸۹٫۶	۲۰۹٫۲	۲۴۰٫۰	۲۴۱٫۵	۲۱۱٫۱	۲۳۷٫۴	۲۰۲٫۶	۱۹۸٫۹	۲۲۰٫۳	۲۱۸٫۸
Y	۲۷٫۶	۴۱٫۰	۳۶٫۹	۳۱٫۸	۳۰٫۱	۶۴٫۹	۲۱٫۶	۱۹٫۹	۳۰٫۴	۲۶٫۶
Yb	۳٫۴	۴٫۶	۴٫۳	۳٫۷	۳٫۵	۵٫۹	۲٫۵	۲٫۷	۳٫۲	۳٫۲
Zn	۶۵٫۷	۶۷٫۸	۴۷۲٫۴	۳۲٫۱	۵٫۸	۸۱٫۵	۲۴٫۴	۱۷٫۶	۱۸٫۴	۳۱٫۹
Zr	۶۰٫۴	۶۰٫۰	۶۱٫۸	۶۱٫۴	۴۷٫۹	۸۰٫۷	۳۷٫۷	۵۴٫۴	۴۵٫۸	۴۱٫۶



شکل ۹. بنابر نمودارهای جداکننده جایگاه زمین ساختی متداول و مرسوم، جایگاه متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت، بازالت حاشیه فعال (قاره‌ای؟) بوده است. الف) با توجه به نمودار مثلی [۲۸]، جایگاه پروتولیت متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت قاره‌ای است. ب) در نمودار دوتایی نسبت Ti/Y در برابر Zr/Y [۲۹]، تمام نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای واقع شده‌اند. پ) بنابر نمودار مثلی- $Y/15$ $Nb/8-La/10$ [۳۰] متابازیت‌های مورد بررسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت قاره‌ای را نشان می‌دهند. ت) با توجه به نمودار مثلی [۳۱]، پروتولیت نمونه‌های مورد بررسی بازالت کمان آتشفشانی است. ث) در نمودار دوتایی جداکننده‌ی جایگاه‌های زمین ساختی کمان آتشفشانی، پشته‌ی میان اقیانوسی و داخل صفحه‌ای [۳۲]، جایگاه متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت کمان آتشفشانی است. ج) در نمودار دوتایی نسبت Ta/Yb در برابر Ce/Yb [۳۳]، نمونه‌های مورد بررسی غالباً در گستره‌ی بازالت‌های کمان آتشفشانی یا مجاور آن واقع شده‌اند.

جدید نیز، جایگاه متابازیت‌های مورد بررسی وابسته به محیط فرورانش (که عامل اصلی مشارکت‌کننده در پیدایش ماگما، ذوب‌بخشی گوهی گوشت‌های دگرسانی) است.

با توجه به نمودار دوتایی متشکل از پارامتر لگاریتم عناصر اصلی [۳۶] و کمیاب [۳۷]، جایگاه زمین ساختی بیشتر نمونه‌های مورد بررسی، جزایر قوسی هستند (شکل‌های ۱۰ ث و ج). لذا با توجه به نمودارهای جداکننده‌ی جایگاه زمین ساختی



شکل ۱۰. بنابر نمودار جداکننده‌ی جایگاه زمین‌ساختی جدید و انواعی که بر اساس لگاریتم چندعنصری بنا شده و در سال‌های اخیر معرفی شده‌اند نیز ژنز پروتولیت آذرین متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت، وابسته به جایگاه فروانش است. الف- بنابر نمودار دوتایی [۳۴]، جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت کمان آتشفشانی قاره‌ای و اقیانوسی است. ب، پ، ت- در نمودارهای جداکننده‌ی جایگاه زمین‌ساختی [۳۵]، پروتولیت آذرین متابازیت‌های مورد بررسی در کمان آتشفشانی اقیانوسی شکل گرفته است (بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی: MORB، بازالت جزایر اقیانوسی: OIB، بازالت جزایر قوسی: IAB، بازالت شکافت قاره‌ای: CRB). ث- با توجه به توابع تمایز تعریف شده توسط [۳۶]، اکثر متابازیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بازالت جزایر قوسی جای دارند. ج- در نمودار توابع جداکننده تعیین شده توسط [۳۷]، تمامی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی گشت در گستره بازالت جزایر قوسی واقع شده‌اند.

جایگاه تکتونو-متامورفیک مجموعه دگرگونی گشت

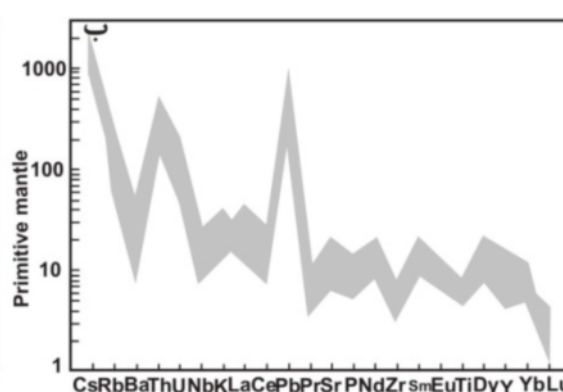
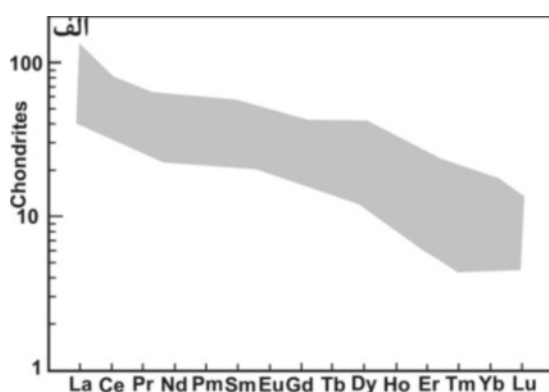
ویژگی‌های سنگ‌شناسی و دگرگونی مجموعه گشت و نیز ویژگی‌های ساختاری این مجموعه، مشابه سنگ‌های فانروزوئیک دیگر مناطق البرز نیست. بنابراین، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی این مجموعه هنوز روشن نشده است [۴۰]. در حال حاضر، بر پایه‌ی مشاهدات ساختاری و این حقیقت که بخش زیرین این مجموعه اثرهای دگرگونی دونین را آشکار می‌کند [۴۱] و نیز نظر به قرارگیری این مجموعه در محل پهنه برخوردی پالئوتتیس و بر اساس شواهد صحرایی، مجموعه‌ی دگرگون گشت را به‌صورت ساختارهای ورقه‌ای نابرجا و بیگانه پنداشته شده که احتمالاً در بردارنده‌ی سنگ‌های حوضه‌ی رسوبی هرسینین صفحه‌ی توران است که به‌وسیله گسل‌های راندگی ناشی از برخورد‌های کیمرین، در موقعیت فعلی خود قرار گرفته است [۴۰].

چنانکه در مبحث زمین‌شناسی ناحیه‌ای بیان شد، مجموعه‌های دگرگونی موجود در کمربند کوهزایی البرز (گشت، اسالم، شاندرمن، گرگان و مشهد) به‌عنوان بقایایی از حوضه‌ی اقیانوسی پالئوتتیس در نظر گرفته شده که با فاز کوهزایی ائوکیمرین در طول زمین‌درز پالئوتتیس جایگیری کرده‌اند. رابطه‌ی مکانی نزدیکی بین مجموعه‌ی دگرگونی گشت و مجموعه‌های شاندرمن و اسالم وجود دارد.

بر خلاف مجموعه‌های دگرگونی شاندرمن و اسالم که با کشف سنگ‌های رخساره‌ی اکلوژیت و شیست آبی [۷-۱۰]، توجه زیادی را در سال‌های اخیر به خود جلب کرده‌اند، داده‌های سنگ‌شناسی اندکی درباره مجموعه دگرگونی گشت در دسترس است.

در نمودار عناصر خاکی نادر سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۸]، الگوی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین غنی-شدگی نشان می‌دهند و نسبت La/Yb در آن‌ها از ۲/۴۷ تا ۹/۳۶ تغییر می‌کند (شکل ۱۱ الف). در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۱۱ ب)، عناصر سزیم، روبیدیم، توریم، اورانیم و سرب به‌شدت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر نیوبیم، فسفر، تیتانیم و زیرکنیم دارای بی‌هنجاری منفی هستند. این چنین شاخص‌های ژئوشیمیایی از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فروران‌ش هستند. بی‌هنجاری مثبت عناصری مانند سرب، اورانیم و توریم، شاخص آلاینش گدازه‌ی گوشته‌ای با پوسته‌ی قاره‌ای نیز هستند.

به عقیده [۳۹]، شاخص‌های ژئوشیمیایی شبه‌بازی‌های مجموعه دگرگونی گشت، مشابه ماگماتیسم جایگاه پشت قوس است. بنابر داده‌های ژئوشیمیایی این پژوهش، نیز پیدایش پروتولیت شبه‌بازی‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت با ماگماتیسم جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای یا جزایر قوسی سازگار است. از طرفی فراوانی سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت پلیتی [۱۲، ۱۳]، بیشتر با جایگاه قوس قاره‌ای هم‌خوانی دارد تا قوس اقیانوسی. این جایگاه پیچیده‌ترین محیط زمین‌ساختی از نظر پیدایش ماگماست، زیرا سنگ خاستگاه‌های متنوعی، از قبیل گوه‌ی گوشته‌ای آستونسفری و لیتوسفری، رسوب‌ها و صفحه‌ی اقیانوسی فرورو و پوسته‌ی قاره‌ای، در تشکیل ماگما مشارکت دارند. نظر به ترکیب بازالتی و آندزیت بازالتی نمونه‌های مورد بررسی، خاستگاه گوشته‌ای آن‌ها محتمل‌تر است.



شکل ۱۱ الف) در الگوی عناصر خاکی نادر سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۸] عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین، نسبتاً غنی‌شدگی نشان می‌دهند. ب) در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۸] نمونه‌ها در مقایسه با ترکیب گوشته‌ی اولیه، غنی‌شدگی از عناصر بزرگ یون لیتوفیل (Cs, Rb, Th, U, Pb) و تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالای (Nb, P, Zr, Ti) دیده می‌شود. این چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی شاخص جایگاه فروران‌ش یا آلاینش با پوسته قاره‌ای است.

متابازیت‌های، سنگ دگرگونی غالب در مجموعه‌های شاندرمن (آمفیبولیت و اکلوزیت) و اسالم (شیست سبز و شیست آبی) بوده و پروتولیت آن‌ها از نوع مورب [۴۲] و جزایر قوسی [۴۳] هستند. شرایط دگرگونی متابازیت‌های این دو مجموعه‌ی دگرگونی، با شرایط فشار و دمای حاکم بر کانال فرورانش یا منشورهای به هم افزوده هم‌خوانی دارد. اما سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌ی گشت، بیشتر از نوع قاره‌ای بوده و متاپلیت‌ها فراوان‌ترین واحد سنگی هستند [۱۳، ۱۲]. شیمی متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت نیز بیان‌گر تشکیل پروتولیت آن‌ها در جایگاه حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. شرایط دگرگونی شامل فشار ۶ تا ۸ کیلو بار و دمای ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متابازیت‌ها، مشابه متاپلیت‌های میگماتیته‌ی مجموعه دگرگونی گشت است و معادل گرادیان دگرگونی P/T متوسط یا کوهزایی است [۱۳، ۱۲].

پیدایش توده‌های گرانیتی موجود در مجموعه دگرگونی گشت، ناشی از دگرگونی و ذوب‌بخشی پروتولیت پلیتی بوده (گرانیت نوع S) و احتمالاً پس از بسته شدن حوضه‌ی اقیانوسی پالئوتتیس و در جایگاه حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و یا در نتیجه‌ی برخورد خرده قاره‌های کیمیرین (بلوک البرز) با حاشیه‌ی جنوبی اوراسیا (فاز کوهزایی ائوکیمرین) به وجود آمده‌اند [۴۴]. گرانیت تورمالین‌دار منطقه‌ی گشت - ماسوله با سن ۱۸۰ میلیون سال [۴۱] و گرانیت لیسار در بخش مرکزی کوه‌های طالش با سن ۱۷۹ میلیون سال [۴۵] نیز در جایگاه زمین‌ساختی برخوردی حاصل از فاز کوهزایی ائوکیمرین شکل گرفته‌اند [۴۶، ۱۱].

برداشت

شواهد ژئوشیمیایی شبه‌بازی‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت نشان‌دهنده شکل‌گیری حاصل از فرورانش پروتولیت ماگمایی آنهاست. ترکیب آندزیت بازالتی و بازالتی شبه‌بازی‌های این مجموعه دگرگونی، بیان‌گر آن است که ذوب‌بخشی گوه‌ی گوشته‌ای نقش اصلی را در تشکیل آن‌ها بر عهده داشته است. فراوانی پروتولیت پلیتی هم‌زیست با متابازیت‌های نیز حاکی از آن است که جایگاه زمین‌ساختی احتمالی مجموعه‌ی دگرگونی

گشت، با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای هم‌خوانی بیشتری دارد. در اختیار داشتن داده‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم، به شناسایی جامع‌تر شکل‌گیری ماگمای سازنده‌ی متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت کمک خواهد کرد. شرایط دگرگونی متابازیت‌های و متاپلیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت مشابه بوده و معادل گرادیان دگرگونی حاکم بر جایگاه ژئودینامیکی برخوردی است. احتمالاً فرورانش حوضه اقیانوسی پالئوتتیس ضمن تشکیل سنگ‌های رخساره‌ی اکلوزیت و شیست آبی شاندرمن و اسالم در کانال فرورانش، منجر به زایش ماگمای بازیک سازنده‌ی پروتولیت متابازیت‌های مورد بررسی در لبه‌ی قاره‌ای صفحه‌ی توران شده است. سپس طی فرورانش و رخداد فاز کوهزایی ائوکیمرین و برخورد بلوک البرز و صفحه‌ی توران، این مجموعه‌ی قاره‌ای و ماگماتیسم بازیک موجود در آن دستخوش دگرگونی حاشیه فعال قاره‌ای یا برخورد قاره‌ای شده‌اند و متاپلیت و متابازیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت را به وجود آورده‌اند. حاکم بودن درجه‌ی دگرگونی بالاتر در بخش‌های عمیق‌تر منطقه‌ی برخوردی، شرایط لازم برای ساختارهای میگماتیته‌ی، ایجاد ذوب‌بخشی و در نهایت زایش گدازه‌ی گرانیتی نوع S را سبب شده است. این سناریوی مطرح شده در صورتی از جامعیت کامل‌تری برخوردار خواهد بود که با بررسی‌های سن‌سنجی دقیق، زمان دگرگونی متابازیت‌های و متاپلیت‌های مجموعه‌ی دگرگونی گشت روشن شود تا فهم جامع‌تری از شکل‌گیری تکتونومورفیک این مجموعه و ارزیابی زمان رخدادهای فرورانش و برخورد حاصل شود.

مراجع

- [1] Miyashiro A., "Metamorphism and related magmatism in plate tectonics", American Journal of Sciences, 272 (1974), 629-656.
- [2] Alavi M., Vaziri H., Seyed-Emami K., Lasemi Y., "The Triassic and associated rocks of the Nakhla and Aghdarband area in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin", Geological Society of America Bulletin 109 (1997) 1563-1575.

- [۱۲] جوانمرد م. ر.، "پترولوژی مجموعه دگرگونی گشت" پایان‌نامه کارشناسی ارشد (۱۳۹۳)، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی^(ه) قزوین.
- [۱۳] جوانمرد م. ر.، نصرآبادی م.، داوودی ز.، قلی‌زاده ک.، "مجموعه دگرگونی گشت: مثالی از دگرگونی P/T متوسط کمرندهای کوهزایی"، سی‌سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، (۱۳۹۳) ص ۳۱۳-۳۰۶.
- [14] Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., "Nomenclature of the amphibole super group", *American Mineralogist* 97 (2012), 2031-2048.
- [15] Leake B.E., "The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism, In W.S. Pitcher and G.W. Flinn, Eds., *Controls of Metamorphism*", Wiley, New York, (1965) 299-318.
- [16] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", London (1992) 528.
- [17] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxene", *American mineralogist* 73 (1988) 1123-1133.
- [18] Liu J., Bohlen S.R., Ernst W.G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters* 143 (1996) 161-171.
- [19] Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of metamorphic rocks", (2011) 8nd edition, Springer, Verlag, Berlin.
- [20] Ernest W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist* 83 (1998) 952-969.
- [21] Liu J., "High pressure phase equilibria involving the amphibolite-eclogite transformation", unpublished doctoral dissertation, Stanford University, (1997).
- [22] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (1990) 208-24.
- [23] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on
- [3] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", *Geological Society of America Bulletin* 103 (1991) 983-992.
- [4] Sengör A. M. C., "The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia", *Geological Society of America, Special Paper* 195 (1984) 1-82.
- [5] Delaloye M., Jenny J., Stampfli G., "K-Ar dating in the eastern Elburz (Iran)", *Tectonophysics* 79 (1981) 27-36.
- [6] Zanchi A., Zanchetta S., Berra F., Mattei M., Garzanti E., Molyneux S., "The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.)", Special Publications, Geological Society, London 312 (2009) 31-55.
- [7] Zanchetta S., Zanchi A., Villa I., Poli S., Muttoni G., "The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W.)", Special Publications, Geological Society, London 312 (2009) 57-79.
- [8] Omrani H., Moazzen M., Oberhänsli R., Tsujimori T., Bousquet R., Moayyed M., "Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran", *Journal of Metamorphic Geology* 31 (2013b) 791-812.
- [۹] سعادت م.، "پترولوژی مجموعه دگرگونی اسالم"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (۱۳۹۲)، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین.
- [۱۰] سعادت م.، نصرآبادی م.، آسیابانها ع.، "دما-فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی سنگ‌های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم (شمال غرب رشت)، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان"، شماره ۱۹ (۱۳۹۳) ص ۱۵۴-۱۳۸.
- [11] Clark G. C., Davies R. G., Hamzepour B., Jones C. R., "Explanatory text of the Bandar-e-pahlavi quadrangle map, 1:250,000", *Geological Society of Iran, D3*, (1975) 198 P.

- [33] Pearce J.A., "Trace elements characteristic of lavas from destructive plate boundaries", Andesites (Thorpe, R. S., ed.), Wiley, New York, (1982) 525-528.
- [34] Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D., "Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Stören Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings", American Journal of Science 312 (2012) 357-416.
- [35] Vermeesch P., "Tectonic discrimination diagrams revisited", Geochemistry, Geophysics and Geosystems 7 (2006) 1-55.
- [36] Verma S.P., Guevara M., Agrawal S., "Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data", Journal of Earth System Science 115(5) (2006) 485-528.
- [37] Agrawal S., Guevara M., Verma S. P., "Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements", International Geology Review 50 (2008) 1057-1079.
- [38] Sun S. S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A. D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.
- [۳۹] جعفری م., "پترولوژی سنگ‌های مافیک مجموعه دگرگونی گشت", شهرستان فومن، گیلان، رساله کارشناسی ارشد (۱۳۸۸)، دانشگاه تربیت مدرس.
- [40] Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran", Journal of Geodynamics 21(1996) 1-33.
- [41] Crawford M.A., "A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India. In: Livrea' la me'moire de A. F. de Lapparent", Socie'te' Ge'ologique de France, Memoir 8 (1977), 251-260.
- amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-47.
- [24] Garrels R.M., Mckenzie F.T., "Evolution of Sedimentary Rocks", W. W, Norton New York, NY (1971).
- [25] Le Bas M. J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetling B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", Journal of Petrology 27 (1986) 745-750.
- [26] Pearce J.A., "A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", Geological Association of Canada 12 (1996) 79-113.
- [27] Irvine T. N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science 8 (1971) 523-548.
- [28] Pearce T.H., Groman B.E., Birkett T.C., "The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts", Earth and Planetary Science Letters 24 (1975) 419-426.
- [29] Pearce J.A., Gale G.H., "Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", Special Publications, Geological Society, London 7 (1977) 14-24.
- [30] Cabanis B., Lacolle M., "Le diagramme $La/10 - Y/15 - Nb/8$: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et ou de contamination crustale", C. R. Acad. Sci. II, 309 (1989) 2023-2029.
- [31] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 11-30.
- [32] Pearce J. A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-47.

[44] Omrani H., Michaeli R., Moazzen M., "Geochemistry and petrogenesis of the Gasht peraluminous granite, western Alborz Mountains, Iran", N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 268/2 (2013), 175–189.

[۴۵] معدنی‌پور س.، "الگوی زمانی و فضای برخاستگی همراه با فرسایش در کوه‌های طالش، شمال غرب ایران"، رساله دکتری (۱۳۹۲)، دانشگاه تربیت مدرس.

[46] Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G.C., "Geology of Masuleh sheet, 1:100,000, northwest Iran", Geological Survey of Iran (1972), Report No. 24.

[۴۲] عمرانی ه.، موید م.، ابرهنسلی ر.، بوسکو ب.، سوجیموری ت.، "ژئوشیمی اکلوزیت‌های شاندرمن، تأکیدی بر ماهیت پروتولیت آن"، بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران شماره ۳ (۱۳۸۹) ص ۴۴۴-۴۳۱.

[۴۳] نصرآبادی م.، سعادت م.، "ژئوشیمی و جایگاه پالئوتکتونیک متابازیت‌های مجموعه دگرگونی اسالم (شمال-غرب رشت"، مجله پترولوژی، زیر چاپ.